مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۴۵ تا ۶۰



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار کائولن تاتروس، جنوب غرب دانسفهان، استان قزوین، ایران

علی عابدینی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۱۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۲۲)

چکیده: کانسار کائولن تاتروس (جنوب‌غرب دانسفهان، استان قزوین) برآمده از دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی ائوسن میانی است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کائولینیت و کوارتز فازهای کانیایی اصلی و ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت فازهای کانیایی فرعی این کانسار هستند. کاهش مقادیر شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) و افزایش نسبت $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ از مرکز به سمت بیرون نیمرخ مورد بررسی گویای وجود منطقه-بندی دگرسانی و گرمابی در این کانسار هستند. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت، جدایش و غنی‌شدگی قوی عناصر خاکی نادر سبک (LREE: La-Eu) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE: Gd-Lu) و رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Eu و Ce در نمونه‌های کائولن بررسی شده را نشان می‌دهد. محاسبه تغییرات جرم با فرض Ti به عنوان عنصر شاخص کم-تحرک آشکار می‌کند که کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی با غنی‌شدگی عناصر Al، Sr، Zr، Hf، Ta، Nb، U، Th، Y، La و Pr، شستشو- تثبیت Sm، Nd و HREEها و تهی‌شدگی Si، Fe، Mg، Mn، Ca، Na، K، P، Rb، Cs، Ba، Pb، V، Cr، Zn، Eu و Ce همراه شده است. نتایج بدست آمده مشخص نمود که رفتار عناصر طی گسترش فرآیندهای کائولینیتی‌شدن با عواملی چون تغییر pH و دمای محلول‌های مسؤول دگرسانی، تمرکزهای بازماندی، جذب سطحی، روبش توسط اکسیدهای فلزی و حضور در فازهای کانیایی مقاوم در برابر دگرسانی کنترل شده است. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در طی کائولینیتی‌شدن نشانگر تخریب پلاژیوکلاز توسط سیال‌های گرمابی دما بالاست. حضور دیاسپور، دیکیت و پیروفیلیت، غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، جدایش HREEها از هم و رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Ce در نمونه‌های مورد بررسی آشکارا نقش فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل کانسار کائولن تاتروس را پیشنهاد می‌کنند. شواهد دیگری چون همبستگی‌های مثبت شدید مواد فرار (LOI) با $(La/Yb)_N$- و با P_2O_5 به همراه مقادیر برخی از پارامترهای زمین‌شیمیایی چون Ce+La+Y، Nb+Cr، Rb+Sr و Y/Ho این نظر را تائید می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ کائولن؛ توزیع عناصر؛ تاتروس؛ دانسفهان.*

مقدمه

بر اساس بررسی‌های انجام شده، ذخایر کائولن اولیه از نظر خاستگاه و سازوکار تشکیل به سه دسته تفکیک می‌شوند. دسته نخست به صورت درجازا توسط عملکرد فرآیندهای هوازدگی تشکیل می‌شوند و به نام کائولن‌های برونزاد معرفی شده‌اند. دسته دوم در اثر دگرسانی گرمابی تشکیل و گسترش می‌یابند؛ از این دسته با نام کائولن‌های درونزاد یاد می‌شود. دسته سوم کائولن‌هایی هستند که در تشکیل و گسترش آنها هر دو فرآیند درونزاد و برونزاد نقش داشته‌اند [۱-۶]. طی سال‌های اخیر، پارامترهای بسیاری بر اساس ویژگی‌های زمین-شناسی، ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر جزئی (شامل لانتانیدها) برای تعیین عوامل درگیر در گسترش و تکامل کانسارهای کائولن توسط پژوهشگران مختلف معرفی شده است [۷-۱۰]. افزون بر این، تحرک عناصر، به ویژه عناصر جزئی، طی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی توسط پژوهشگران بسیاری برای تعیین خاستگاه کانسارهای کائولن در نقاط

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com

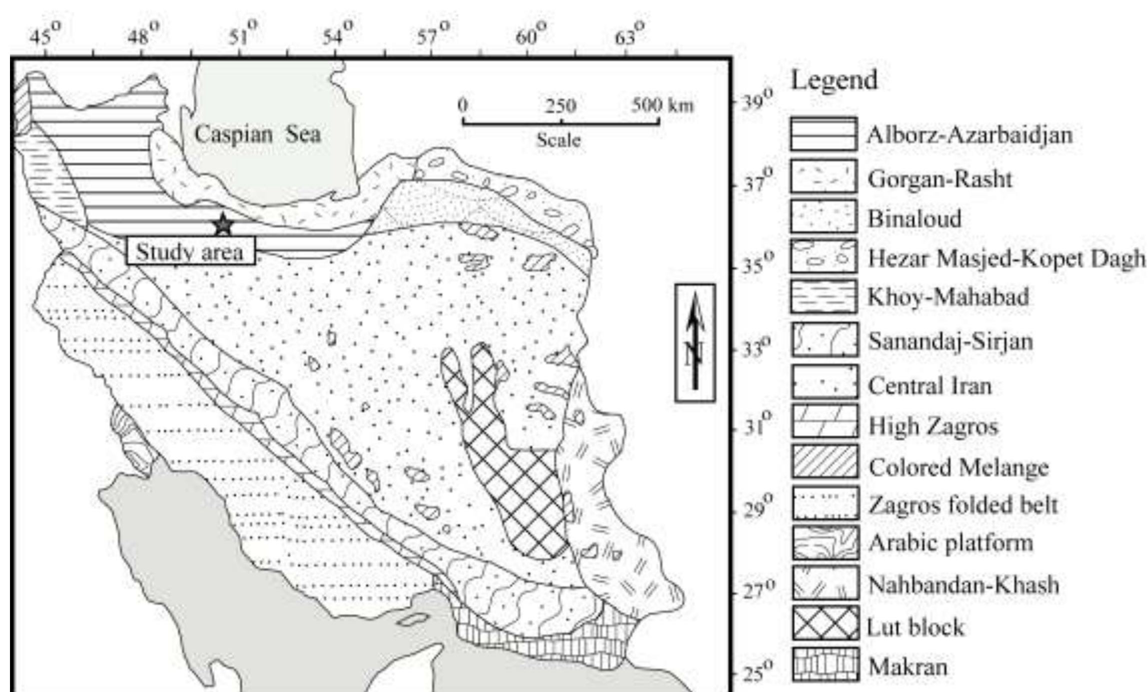
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

مختلف جهان استفاده شده است [۱۱-۱۶].

جنوب‌غرب دانسفهان از توابع استان قزوین به دلیل وجود سنگ‌های آذرین آتشفشانی ائوسن، سامانه‌های دگرسانی گسترده چون دگرسانی‌های آرژیلیک، سریسیتی، پروپیلیتی و سیلیسی، تشکیل کانسارهای کائولن و کانه‌زایی‌های رگه‌ای چندفلزی از دیرباز مورد توجه پژوهشگران مختلف بوده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی این بخش از ایران در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه [۱۷] و ۱:۱۰۰۰۰۰ دانسفهان [۱۸] بررسی شده است. بر اساس بررسی های کانی‌شناسی، شیمی کانی و زمین‌شیمی سنگ کل، کانه‌زایی‌های رگه‌ای جنوب غرب دانسفهان بیشترین شباهت را به کانسارهای فراگرمایی حدواسط دارند [۱۹- ۲۱]. با مروری بر گزارش‌های پیشین، چنین برداشت می‌شود که کانسارهای کائولن موجود در این منطقه از ایران تاکنون از نظر کانی‌شناسی و زمین‌شیمی بررسی نشده‌اند. از این رو، در این پژوهش، کانسار کائولن تاتروس، در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب دانسفهان، به عنوان نمونه شاخصی از معادن کائولن در ارتباط با سنگ‌های آذرین آتشفشانی سنوزوئیک در این منطقه از ایران انتخاب و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی آن بررسی گردید. در این پژوهش، بر پایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی (کانی شناسی، محاسبه تغییرهای جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر و نسبت‌های عنصری)، نقش کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی در توزیع و تمرکز عناصر، رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر طی کائولینیتی‌شدن، نوع فرآیندهای موثر در گسترش کانسار و سرانجام، دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی گسترش کانسار کائولن تاتروس بررسی شد.

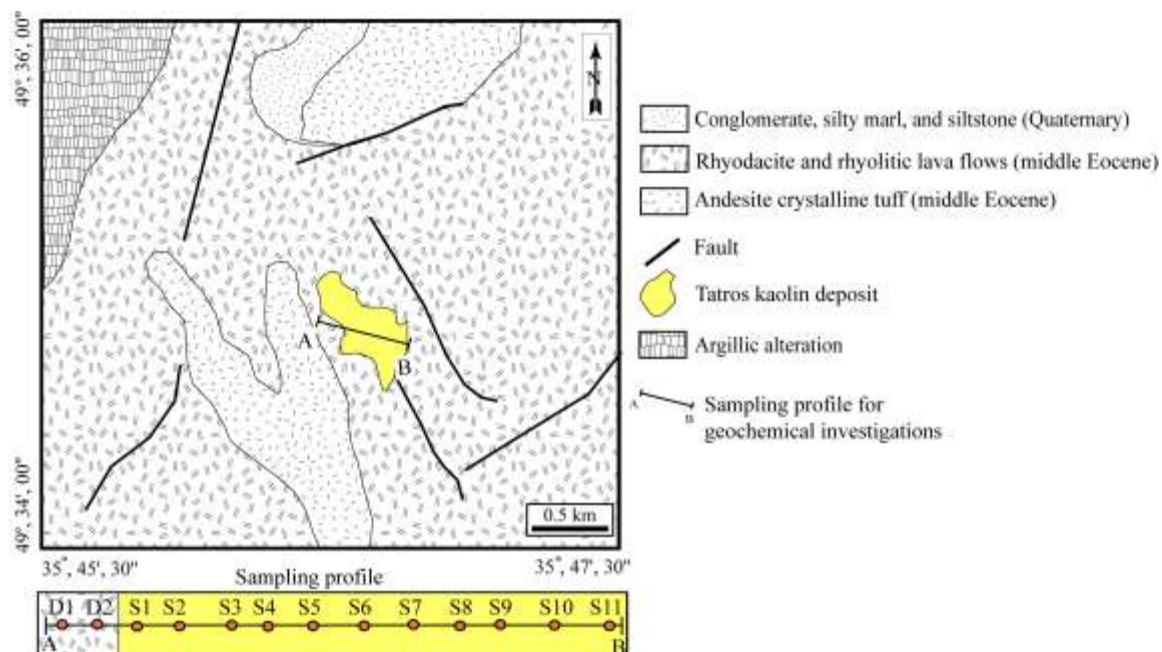
زمین‌شناسی

کانسار کائولن تاتروس، به مختصات جغرافیایی ″۳۰ ′۴۵ °۳۵ تا″۳۰ ′۴۷ °۳۵ طول شرقی و ″۰۰ ′۳۴ °۴۹ تا ″۰۰ ′۳۶ °۴۹ عرض شمالی، در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهر دانسفهان، استان قزوین واقع است. این منطقه، بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۲۲]، بخشی از پهنه البرز- آذربایجان محسوب می‌شود (شکل ۱). این گستره معدنی زمین‌شناسی بسیار ساده‌ای دارد. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی این منطقه مربوط به توف‌های بلورین آندزیتی به سن ائوسن میانی هستند. جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب سنگ‌شناسی ریوداسیت و ریولیت با سن مشابه توف‌های بلورین آندزیتی منطقه را همراهی می‌کنند (شکل ۲). سرانجام، کنگلومراها، مارن‌های لای دار و لای سنگ به سن کواترنری جوان‌ترین واحدهای سنگی منطقه معدنی را تشکیل می‌دهند [۱۸] (شکل ۲).



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران [۲۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه کانسار تاتروس (نقشه پایه برگرفته از مرجع [۱۸] با کمی تغییرات).

فرآیندهای واکنشی آب - سنگ باعث ایجاد و گسترش سامانه دگرسانی آرژیلیک در ریوداسیت‌ها و ریولیت‌های منطقه مورد بررسی شده اند. پیشرفت فرآیندهای دگرسانی و خروج بیشتر سیلیس از سامانه منجر به یک کانسار کائولن به نام تاتروس در این منطقه شده که تشکیل و گسترش آن از نظر زایشی بیشتر در ارتباط با سنگ‌های ریوداسیتی است. با توجه به وجود گسل‌ها در نزدیکی ذخیره، به نظر می‌رسد که زمین ساخت نقش مهمی در گسترش این کانسار داشته و سامانه گسلی منطقه به عنوان معبری برای ورود محلول‌های دگرسان کننده عمل نموده است.

کانسار کائولن تاتروس در نمای کلی به رنگ سفید دیده می‌شود (شکل ۳ الف)، با این حال، فرآیندهای اکسایش برونزاد سبب لیمونیتی شدن و ایجاد رنگ زرد در برخی از بخش‌ها شده اند. از نکته های گفتنی در مورد این کانسار می‌توان به وجود اکسیدهای منگنز به صورت دارینه ای و حضور بقایایی از فلدسپار در نمونه‌های دستی اشاره کرد. وجود کانی‌سازی‌هایی از پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، سنگ گچ و باریت به صورت رگچه‌های پراکنده و نامنظم همراه با برشی شدن محلی از دیگر ویژگی‌های زمین‌شناسی این کانسار به شمار می‌آیند. بالای این ذخیره، پوش سنگ سیلیسی به صورت توده‌ای با ضخامتی متغیر از نیم تا سه متر دیده می‌شود (شکل ۳ ب). در این پوش سنگ، آثاری از کانه‌زایی سولفیدی وجود دارد. افزون بر این، وجود سنگ‌های سیلیسی شده در درون این کانسار نشانگر نقش فرآیندهای گرمابی در گسترش و تشکیل آن است.

روش بررسی

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی برای بررسی روند گسترش کانسار کائولن و ارتباط آن با سنگ‌های آتشفشانی منطقه انجام گردید. سپس بر اساس یافته‌ها، ۸۰ نمونه از کانسار کائولن و سنگ‌های ریوداسیتی و ریولیتی در ارتباط با آن در سه مسیر مختلف از محل برونزدهای موجود برداشت شدند.

در بخش آزمایشگاهی، نخست ۱۰ مقطع نازک از سنگ‌های آذرین آتشفشانی ریوداسیتی مربوط به کانسار کائولن تاتروس تهیه و با میکروسکوپ نوری قطبشی بررسی گردیدند. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ۱۳ نمونه (۱۱ نمونه از کانسار کائولن و ۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی اولیه با کمترین درجه دگرسانی) از بین نمونه‌های برداشت شده از یک نیمرخ برای آزمایش‌های بیشتر انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های کانسار کائولن، هر ۱۱ نمونه انتخاب شده با پراش سنج پرتو X (XRD) زیمنس مدل 5000- (با پرتوی Cu-kα، تکفام سازهای گرافیت ثابت شده، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت اسکن روبش ۲ درجه بر دقیقه و گستره زاویه‌ای 2θ=۲-۶۰°) در سازمان

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بررسی شدند. پس از بررسی های کانی‌شناسی، تجزیه شیمیایی هر ۱۳ نمونه انتخابی به روش‌های طیف سنجی انتشار اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی(ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا انجام گردید. به این منظور، نمونه‌ها نخست خشک شده و سپس در ظرف تنگستن کاربید پودر شدند. برای اندازه گیری عناصر، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به محلول بورات لیتیوم اضافه شده و سپس با ۱۰۰ میلی‌لیتر اسید نیتریک رقیق شدند. مقادیر مواد فرار یا افت گرمایی (LOI) نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شدند. حد تشخیص دستگاه برای عناصر اصلی (به صورت اکسید) ۰/۰۱ در صد وزنی، برای عناصر جزئی ۰/۰۲ تا ۱۰ گرم در تن و برای عناصر خاکی نادر ۰/۰۱ تا ۰/۳ گرم در تن بود.

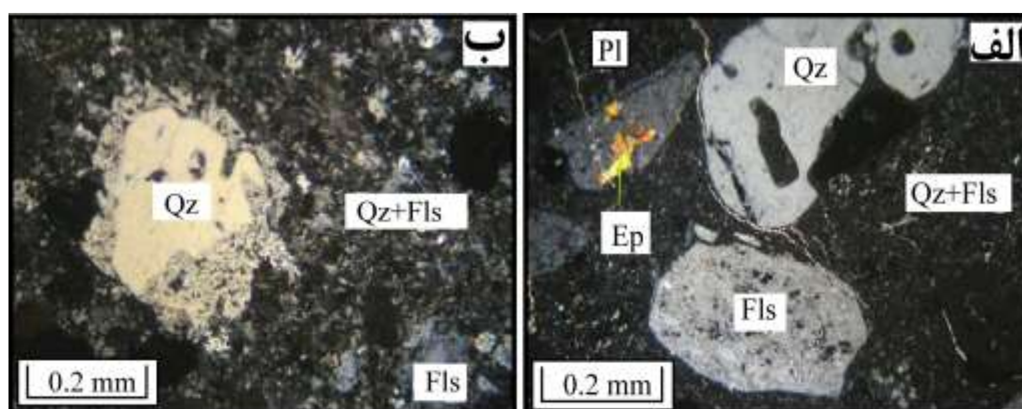
نتایج و بحث

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

براساس بررسی های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین ریوداسیتی که بیشترین سهم را در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس دارند، دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای آنها در یک زمینه ریزبلور تا نهان بلور با ترکیب هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت، کوارتز و فلدسپار قلیایی پراکنده هستند. درشت بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند (شکل ۴) و اندازه‌هایی متغیر از ۰/۵ تا ۴ میلی-متر دارند. پلاژیوکلاز نسبت به دو درشت بلور دیگر فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارد و دارای ماکل‌های شاخص آلبیتی و کارلسباد است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها گاهی در اثر فرایندهای دگرسانی به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده‌اند. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند.



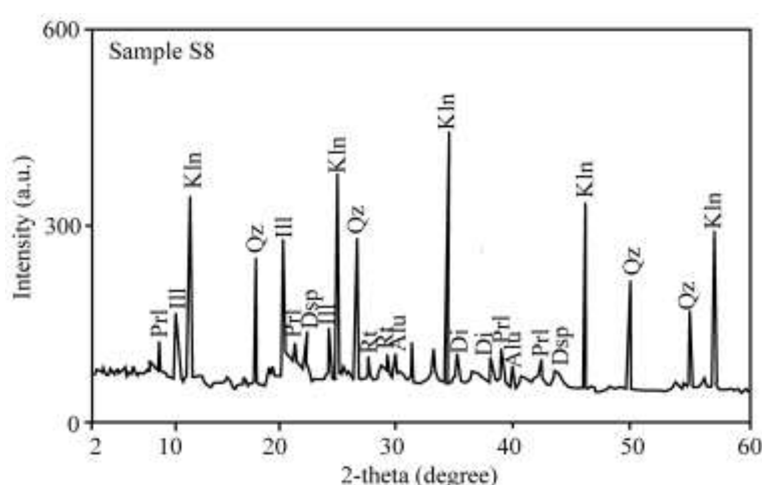
شکل ۳ (الف) نمایی از کائولن سفید رنگ کانسار تاتروس (دید به سمت شمال). (ب) وجود پوش‌سنگ سیلیسی بر کائولن در کانسار تاتروس (دید به شمال غرب).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های ریوداسیتی منطقه کانسار تاتروس در نور عبوری قطبیده متقاطع (XPL): (الف): بافت پورفیری در یک زمینه ریزبلوری-نهان بلوری که در آن درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز و زمینه شامل کانی‌های فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. پلاژیوکلاز گاهی در اثر دگرسانی به اپیدوت تبدیل شده است، (ب) حضور درشت بلورهای فلدسپار قلیایی و کوارتز در یک زمینه ریزبلور از این دو کانی. (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Fls: فلدسپار قلیایی و Ep: اپیدوت).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) نشان می‌دهند که کائولینیت و کوارتز فازهای کانیایی اصلی تشکیل دهنده کانسار کائولن تاتروس هستند. فازهای فرعی شامل ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت می‌باشند (شکل ۵، جدول ۱). بر اساس بررسی‌های بیشتر، کانی‌هایی چون پیروفیلیت، دیکیت، دیاسپور و آلونیت در بخش‌های مرکزی کانسار و کلریت فقط در بخش بیرونی کانسار تشکیل شده اند. کانی‌هایی چون کائولینیت، کوارتز، روتیل و ایلیت هم در بخش مرکزی و هم در لبه کانسار حضور دارند. وجود کانی‌های چون پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که سنگ‌های ریوداسیتی منطقه دستخوش دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته شده‌اند [۲۳]. تشکیل پیروفیلیت و همزیستی آن با کائولینیت بیشینه تشکیل کانسار کائولن تاتروس را ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد [۲۴]. دیکیت از جمله کانی‌هایی است که در کانسارهای کائولن با خاستگاه گرمابی شناسایی شده است [۲۵]. دیاسپور اغلب از کانسارهای کائولن با خاستگاه گرمابی گزارش شده است.



شکل ۵ الگوی پراش پرتو X (XRD) برای یک نمونه انتخابی (S8) از کانسار کائولن تاتروس. (Qz: کوارتز، Kln: کائولینیت، Dsp: دیاسپور، Prl: پیروفیلیت، Di: دیکیت، Rt: روتیل، Ill: ایلیت و Alu: آلونیت).

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد بررسی از کانسار کائولن تاتروس.

شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
S1	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S2	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S3	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، آلونیت، دیاسپور
S4	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S5	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S6	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، آلونیت، دیاسپور
S7	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S8	کائولینیت ، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور
S9	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، پیروفیلیت، روتیل
S10	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S11	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

توزیع عناصر اصلی در کانسار

مقادیر عناصر اصلی به همراه LOI در کائولن‌های مورد بررسی از کانسار تاتروس در جدول ۲ آورده شده است. بر این اساس، SiO_2 و Al_2O_3 در مجموع با ۸۴٫۷۶ تا ۸۹٫۰۹ درصد وزنی (به طور متوسط ۸۶٫۶۸ درصد وزنی) بیشترین سهم در ترکیب شیمیایی کانسار را دارند. در نمونه‌های کائولن، K_2O (۱٫۴۱ تا ۳٫۹۴ درصد وزنی) فراوانی بیشتری نسبت به Na_2O (۰٫۰۸ تا ۰٫۱۴ درصد وزنی) و CaO (۰٫۰۱ تا ۰٫۰۲ درصد وزنی) دارد. MgO و MnO در مجموع با فراوانی ۰٫۳۳ تا ۰٫۵۰ درصد وزنی، بخش ناچیزی از ترکیب شیمیایی نمونه‌های کائولن را شامل می‌شوند. مقدار LOI در نمونه‌های کائولن در گستره ۷٫۶۹ تا ۱۱٫۸۵ درصد وزنی متغیر است.

جدول ۲ نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کائولن کانسار تاتروس (S1 تا S11) و سنگ‌های اولیه ریوداسیتی به روش های ICP-AES و ICP-MS (D1 و D2).

	حد آشکار سازی	D1	D2	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S98	S9	S10	S11
SiO_2 (wt%)	۰٫۰۱	۶۴٫۵۵	۶۴٫۴۹	۶۶٫۶۷	۶۶٫۵۶	۶۶٫۹۸	۶۶٫۵۱	۶۴٫۷۳	۶۷٫۳۵	۶۴٫۰۳	۶۷٫۸۸	۶۸٫۳۲	۶۶٫۵۹	۶۶٫۵۴
Al_2O_3	۰٫۰۱	۱۶٫۷۵	۱۶٫۲۴	۱۸٫۲۵	۱۸٫۷۵	۲۰٫۲۳	۱۹٫۸۳	۲۰٫۰۳	۲۱٫۵۷	۲۳٫۷۱	۲۱٫۰۴	۲۰٫۷۷	۱۸٫۵۰	۱۸٫۶۳
Fe_2O_3	۰٫۰۱	۳٫۱۱	۳٫۵۹	۰٫۴۵	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۰٫۹۳	۰٫۶۴	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۵۷
MnO	۰٫۰۱	۰٫۳۳	۰٫۴۴	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۱
MgO	۰٫۰۱	۱٫۶۵	۱٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۵
CaO	۰٫۰۱	۲٫۴۶	۲٫۴۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۱	۴٫۰۸	۴٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴
K_2O	۰٫۰۱	۵٫۲۹	۵٫۷۱	۳٫۹۴	۳٫۳۲	۱٫۴۵	۰٫۴۱	۱٫۴۳	۱٫۵۴	۱٫۷۲	۱٫۵۰	۱٫۴۷	۳٫۶۳	۳٫۴۶
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۵۴	۰٫۸۷	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۴۵	۰٫۴۴
LOI	-	۰٫۹۸	۰٫۶۵	۹٫۵۵	۹٫۵۶	۹٫۵۵	۱۰٫۴۴	۱۱٫۸۵	۷٫۷۱	۸٫۲۹	۷٫۷۴	۷٫۶۹	۹٫۵۲	۹٫۶۲
مجموع	-	۹۹٫۹۳	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹
Rb (ppm)	۰٫۱	۳۲۴٫۹	۳۲۶٫۲	۲۵۵٫۴	۲۳۸٫۶	۱۷۴٫۴	۱۷۲٫۲	۱۷۱٫۲	۱۷۰٫۲	۱۸۸٫۸	۱۶۶٫۲	۱۶۲٫۳	۲۴۶٫۵	۲۴۳٫۲
Sr	۰٫۵	۹۲٫۶	۹۳٫۳	۲۷۱٫۱	۲۶۹٫۳	۱۵۵٫۵	۱۴۴٫۲	۱۳۳٫۶	۱۲۴٫۵	۱۶۶٫۸	۱۲۱٫۳	۱۲۲٫۸	۲۷۵٫۴	۲۷۳٫۱
Ba	۱	۲۱۵	۲۱۸	۱۶۸	۱۵۴	۵۵	۵۰	۳۶	۳۸	۷۸	۴۲	۴۳	۱۶۱	۱۵۸
Cs	۰٫۰۲	۳۵٫۷۲	۳۶٫۳۱	۳۰٫۳۲	۲۹٫۱۸	۲۰٫۸۱	۲۰٫۲۱	۲۱٫۲۸	۱۹٫۲۱	۲۱٫۲۰	۱۹٫۷۵	۱۸٫۰۸	۲۹٫۷۴	۲۹٫۴۵
Zr	۰٫۱	۶۹٫۱	۷۰٫۲۱	۹۳٫۶	۱۰۱٫۲	۱۲۵٫۳	۱۱۵٫۹	۱۲۰٫۶	۱۵۱٫۱	۱۹۵٫۵	۱۳۲٫۳	۱۴۵٫۲	۹۷٫۶	۹۹٫۵
Hf	۰٫۱	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۸	۳٫۳	۴٫۶	۴٫۳	۴٫۴۳	۵٫۶	۶٫۷	۵٫۶	۴٫۵	۳٫۱	۳٫۳
Ta	۰٫۱	۲٫۹	۳٫۱	۳٫۳	۴٫۴	۷٫۴	۶٫۲	۶٫۷	۷٫۴	۱۰٫۳	۶٫۳	۶٫۹	۳٫۹	۴٫۲
Nb	۰٫۱	۲٫۶	۲٫۹	۳٫۳	۴٫۳	۷٫۲	۶٫۳	۶٫۷	۷٫۶	۹٫۳	۵٫۷	۷٫۸	۳٫۷	۴٫۰
U	۰٫۱	۲٫۱	۲٫۲	۳٫۹	۴٫۴	۵٫۸	۵٫۶	۵٫۹	۳٫۹	۴٫۵	۳٫۶	۳٫۸	۴٫۳	۴٫۳
Th	۰٫۲	۹٫۶	۹٫۹	۱۱٫۳	۱۵٫۸	۱۷٫۱	۱۴٫۴	۱۵٫۹	۱۷٫۷	۲۹٫۳	۱۶٫۲	۱۵٫۵	۱۵٫۵	۱۶٫۵
Pb	۰٫۱	۵۲٫۰	۵۳٫۳	۸٫۸	۱۰٫۱	۱۴٫۲	۱۳٫۶	۱۶٫۲	۱۱٫۶	۱۵٫۱	۱۱٫۸	۱۵٫۳	۹٫۶	۹٫۷
Y	۰٫۱	۹٫۴	۹٫۲	۱۱٫۱	۱۲٫۷	۱۵٫۵	۱۳٫۶	۱۵٫۵	۱۵٫۴	۲۱٫۳	۱۴٫۱	۱۳٫۳	۱۱٫۹	۱۲٫۴
V	۸	۲۲۰	۲۱۶	۹۶	۱۲۰	۱۸۲	۲۱۶	۲۴۰	۱۱۶	۱۴۸	۱۱۰	۱۰۶	۱۰۶	۱۱۴
Cr	۱۰	۸۸	۹۳	۲۳	۲۶	۳۳	۴۵	۶۲	۲۵	۳۲	۳۲	۲۶	۳۲	۳۰
Zn	۱	۹۹	۸۷	۴۱	۳۶	۶۲	۶۷	۷۴	۴۶	۵۴	۴۴	۳۶	۳۵	۳۶
La (ppm)	۰٫۱	۱۵٫۱	۱۵٫۳	۲۱٫۳	۲۵٫۷	۳۹٫۱	۲۹٫۲	۳۴٫۱	۲۵٫۵	۳۱٫۸	۲۴٫۰	۲۳٫۲	۲۳٫۵	۲۴٫۶
Ce	۰٫۱	۴۱٫۸	۴۰٫۹	۲۱٫۴	۲۱٫۷	۳۰٫۹	۳۰٫۴	۳۱٫۲	۲۲٫۳	۲۷٫۶	۱۹٫۳	۲۷٫۳	۲۶٫۵	۱۹٫۵
Pr	۰٫۰۲	۳٫۸۸	۳٫۸۹	۴٫۶۵	۵٫۶۰	۸٫۴۴	۶٫۰۰	۷٫۲۲	۵٫۱۴	۶٫۷۱	۴٫۷۴	۴٫۵۴	۵٫۱۲	۵٫۳۵
Nd	۰٫۳	۱۵٫۹	۱۶٫۱	۱۶٫۳	۱۹٫۶	۲۹٫۶	۲۰٫۵	۲۵٫۱	۱۷٫۲	۲۲٫۷	۱۵٫۸	۱۵٫۱	۱۷٫۹	۱۹٫۸
Sm	۰٫۰۵	۳٫۶۷	۳٫۶۸	۳٫۴۲	۴٫۲۴	۶٫۷۱	۴٫۷۱	۵٫۷۱	۳٫۷	۴٫۶۸	۳٫۴۵	۳٫۳۳	۳٫۸۳	۴٫۰۲
Eu	۰٫۰۲	۰٫۵۶	۰٫۵۲	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۴۷	۰٫۳۳	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۵۳	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۸	۰٫۳۸
Gd	۰٫۰۵	۳٫۱۲	۳٫۱۶	۲٫۶۵	۳٫۲۳	۴٫۹۸	۳٫۵۶	۴٫۲۷	۲٫۸۸	۳٫۶۱	۲٫۶۹	۲٫۶۰	۲٫۹۴	۴٫۰۳
Tb	۰٫۰۱	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۴۲	۰٫۵۰	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۵۰	۰٫۶۵	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۷
Dy	۰٫۰۵	۲٫۶۲	۲٫۵۹	۲٫۰۳	۲٫۴۴	۳٫۶۵	۳٫۲۲	۳٫۱۹	۲٫۸۵	۳٫۸۲	۲٫۶۱	۲٫۴۹	۲٫۲۳	۲٫۳۳
Ho	۰٫۰۲	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۵۲	۰٫۷۱	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۳۶
Er	۰٫۰۳	۱٫۲۲	۱٫۲۶	۰٫۹۲	۱٫۱۴	۱٫۷۸	۱٫۵۶	۱٫۴۴	۱٫۶۲	۲٫۲۲	۱٫۴۷	۱٫۴۰	۱٫۰۳	۱٫۰۷
Tm	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۱۸
Yb	۰٫۰۵	۱٫۱۸	۱٫۱۶	۰٫۹۱	۱٫۰۹	۱٫۶۲	۱٫۱۲	۰٫۹۶	۱٫۹۴	۲٫۰۳	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۰۱	۱٫۰۳
Lu	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۱۳	۰٫۱۴

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

نسبت SiO_2/Al_2O_3 در نمونه‌های کائولن در گستره ۲/۷۰ الی ۳/۶۵ متغیر است. این مقدار بیش از نسبت SiO_2/Al_2O_3 در کانی کائولینیت آرمانی (۰/۹۹۲ تا ۱/۰۸۲) [۲۶] است. این اختلاف در نسبت SiO_2/Al_2O_3 می‌تواند بیانگر حضور مقدار قابل ملاحظه‌ای سیلیس آزاد و کانی‌های سیلیکاتی در نمونه-های کائولن باشد که همخوانی خوبی با کانی‌شناسی کانسار تاتروس (حضور کوارتز و فازهای سیلیکاتی) دارد. مقدار $Fe_2O_3+TiO_2$ در نمونه‌های کائولن تاتروس ۰/۶۶ تا ۱/۱۷ درصد وزنی (به طور متوسط ۰/۸۵ درصد وزنی) است. با توجه به اینکه مقدار $Fe_2O_3+TiO_2$ کمتر و بیشتر از ۱ به ترتیب نشانگر کائولن‌های وابسته به فرآیندهای درونزاد و برونزاد است [۳]، می‌توان چنین برداشت نمود که فرآیندهای درونزاد نقش مهم و برجسته‌ای نسبت به فرآیندهای برونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس داشته‌اند. این نظر، با همبستگی مثبت و قوی بین P_2O_5 با LOI (۰/۹۸ = r، شکل ۶) تائید می‌شود، زیرا چنین همبستگی‌های مثبت قوی از ویژگی‌های بارز کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد به شمار می‌رود [۲۷].

در این پژوهش، برای ارزیابی شدت فرآیندهای دگرسانی طی تشکیل کانسار تاتروس شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) برای نمونه‌های کائولن با استفاده از رابطه زیر بررسی شد [۲۸]:

$$CIA = [(Al_2O_3)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

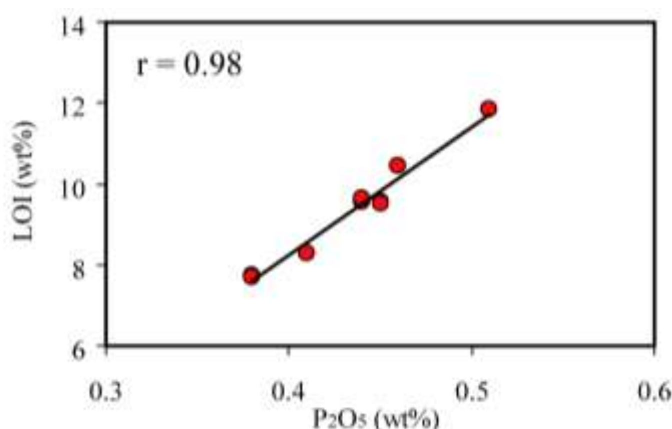
در این رابطه، مقادیر اکسیدها بر اساس جرم مولکولی در نظر گرفته می‌شود و CaO^* مقدار اکسید کلسیم موجود در فاز سیلیکاتی است. با توجه به اینکه CaO در نمونه‌های کائولن مورد بررسی دارای تمرکز بسیار پایین (۰/۰۱ تا ۰/۰۲ درصد وزنی) است، کل CaO موجود به عنوان CaO^* در نظر گرفته شد. مقدار CIA محاسبه شده برای کانسار کائولن تاتروس در گستره ۸۰/۱۷ تا ۹۲/۱۷ متغیر است، که آشکارا شدت متوسط تا بالای دگرسانی طی تشکیل کانسار را نشان می‌دهند. براساس الگوی تغییرات CIA در نیمرخ مورد بررسی از کانسار شدت دگرسانی از مرکز کانسار به سمت بیرون آن کاهش می-یابد (شکل ۷ الف). افزون بر این، روند تغییرات نسبت $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی نشانگر افزایش این نسبت از مرکز کانسار به سمت بیرون آن است (شکل ۷ ب). الگوی تغییرات مقادیر شدت دگرسانی (CIA) و روند تغییرات نسبت $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ به ترتیب دلیلی بر وجود منطقه‌بندی‌های دگرسانی و گرمابی در کانسار کائولن تاتروس هستند [۲۹].

زمین‌شیمی تعادل جرم عناصر

بررسی تحرک عناصر طی فرآیندهای دگرسانی راه بسیار مناسبی برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسارهای کائولن به شمار می‌رود [۳۰]. در این پژوهش روش زمین‌شیمی تعادل جرم [۳۱] برای محاسبه مقدار افزایش و یا کاهش عناصر طی گسترش کانسار کائولن (Kao) تاتروس به کار گرفته شد. برای این منظور، از رابطه زیر استفاده گردید:

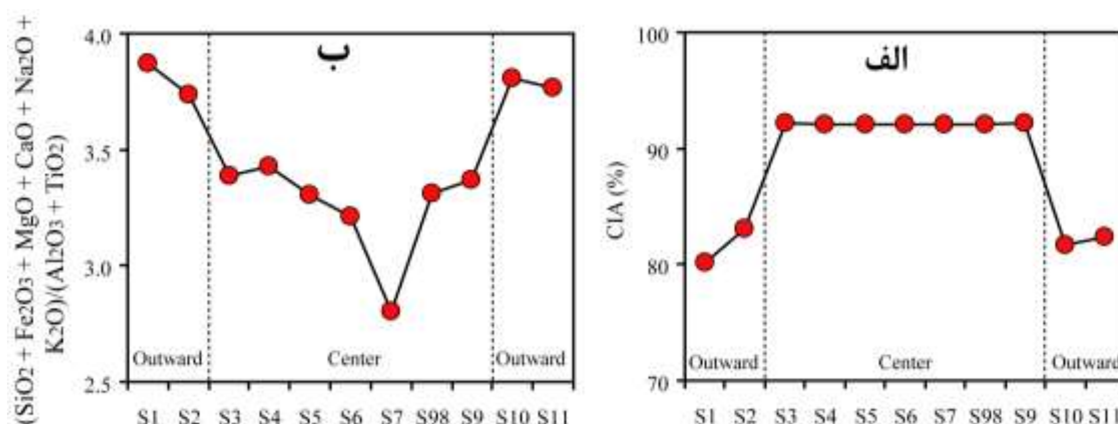
$$\Delta (\%) = [(X_{Kao}/I_{Kao})/(XPrecusor_{rock}/IPrecusor_{rock})] \times 100$$

برای استفاده از این معادله، تعیین دو پارامتر سنگ اولیه و عنصر شاخص کم‌تحرک (I) ضروری است.



شکل ۶ همبستگی مثبت قوی بین P_2O_5 و LOI که از ویژگی‌های کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد است.

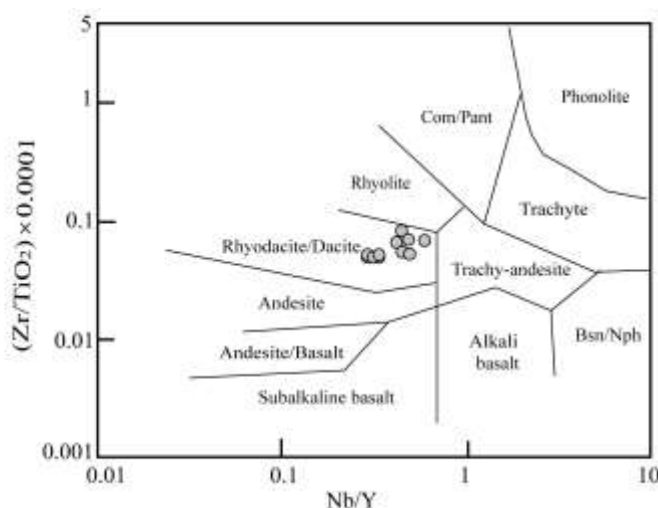
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]



شکل ۷ الف) روند کاهشی مقادیر CIA در نمونه‌های کائولن از مرکز به بیرون کانسار تاتروس که نشانگر وجود منطقه‌بندی دگرسانی است. ب) روند افزایشی در نسبت $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ از مرکز به بیرون کانسار کائولن تاتروس که بیانگر وجود منطقه‌بندی گرمابی است.

سنگ اولیه: بررسی‌ها نشان داده است که عناصری چون Ti، Zr، Nb و Y طی فرآیندهای دگرسانی به صورت نامتحرک عمل کرده و می‌توانند در تعیین سنگ اولیه کانسارهای برآمده از دگرسانی استفاده شوند [۳۲]. محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر نشان می‌دهد که همبستگی مثبت و قوی بین این چهار عنصر در نمونه‌های کائولن وجود دارد (۰/۹۲ – r = ۰/۷۰). این همبستگی‌ها آشکارا نشان می‌دهند که نسبت‌های این عناصر چون Zr/Ti و Nb/Y کمابیش طی فرآیندهای دگرسانی کم‌تحرک باقیمانده و می‌توانند برای تعیین ترکیب سنگ اولیه به کار روند. از این رو، در این پژوهش از نمودار دو متغیره Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۳۳] برای تعیین ترکیب سنگ اولیه کانسار کائولن تاتروس استفاده شد (شکل ۸). این نمودار به روشنی نشان می‌دهد که سنگ‌های ریوداسیت/داسیت سنگ اولیه کانسار تاتروس هستند که با شواهد صحرایی، بررسی های سنگ‌نگاری و حضور ریوداسیت‌ها در کنار کانسار کائولن همخوانی بسیاری دارند.

عنصر شاخص کم‌تحرک: عناصری چون Al، Zr، Nb، Ta و Ti طی فرایندهای دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه تحرک‌پذیری هستند [۳۲]. در این پژوهش، Ti به دلیل گستره تغییرات کم نسبت به سایر عناصر یاد شده به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب گردید.



شکل ۸ نمودار دو متغیره Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۳۳] که بر اساس آن، نمونه‌های کائولن کانسار تاتروس در گستره سنگ‌های اولیه ریوداسیت/داسیت قرار دارند.

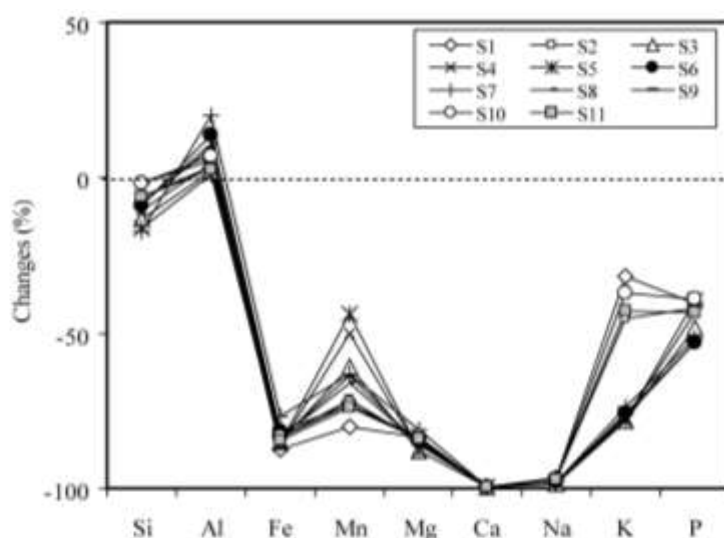
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

نتایج محاسبه تعادل جرم با استفاده از رابطه (۲) در جدول ۳ و شکل‌های ۹ تا ۱۱ آورده شده‌اند. مقادیر مثبت و منفی به دست آمده به ترتیب نشان دهنده کاهش و افزایش جرم عناصر طی گسترش کانسار کائولن تاتروس هستند. نتایج نشان می‌دهند که کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی با غنی‌شدگی Al، Sr، Zr، Hf، Ta، Nb، U، Th، Y، La و Pr، شستشو- تثبیت Sm، Nd و HREEها و تهی‌شدگی Si، Fe، Mg، Mn، Ca، Na، K ،P، Rb، Cs، Ba، Pb، V، Cr، Zn، Eu و Ce همراه بوده است.

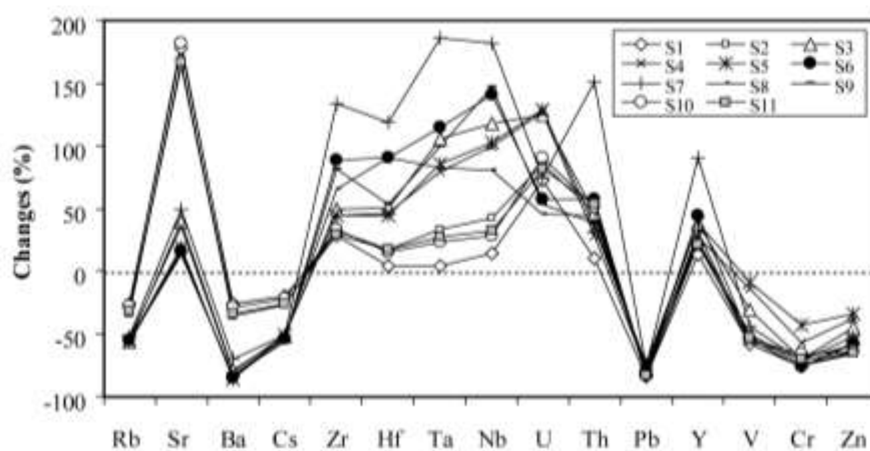
جدول ۳ نتایج محاسبه تغییرات جرم عناصر با فرض Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک در نمونه‌های مورد بررسی از کانسار تاتروس.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11
Si	-۱٫۵۹	-۶٫۲۲	-۱۳٫۴۹	-۱۰٫۳۶	-۱۶٫۴۰	-۹٫۲۳	-۱۷٫۳۰	-۸٫۵۲	-۷٫۹۲	-۱٫۷۱	-۶٫۲۴
Al	۵٫۳۷	۳٫۳۴	۲٫۲۰	۴٫۵۴	۱٫۱۹	۱۳٫۷۱	۱۹٫۷۸	۱۰٫۹۲	۹٫۴۹	۶٫۸۱	۲٫۶۸
Fe	-۸۷٫۲۱	-۸۳٫۴۵	-۸۴٫۸۳	-۸۵٫۹۸	-۸۵٫۵۷	-۸۱٫۸۳	-۷۶٫۸۷	-۸۳٫۳۹	-۸۴٫۱۷	-۸۳٫۵۱	-۸۴٫۵۳
Mn	-۸۰٫۲۱	-۷۱٫۶۶	-۶۱٫۰۴	-۵۰٫۳۱	-۴۳٫۷۲	-۷۲٫۹۰	-۶۳٫۲۰	-۶۶٫۱۲	-۶۳٫۸۶	-۷۲٫۷۹	-۷۴٫۰۳
Mg	-۸۳٫۴۷	-۸۴٫۸۵	-۸۷٫۸۵	-۸۷٫۹۲	-۸۷٫۸۵	-۸۴٫۳۰	-۸۰٫۹۰	-۸۵٫۵۱	-۸۶٫۱۱	-۸۳٫۴۷	-۸۴٫۲۲
Ca	-۹۹٫۶۱	-۹۹٫۶۳	-۹۹٫۶۶	-۹۹٫۶۵	-۹۹٫۶۶	-۹۹٫۲۹	-۹۹٫۳۲	-۹۹٫۶۵	-۹۹٫۶۵	-۹۹٫۶۱	-۹۹٫۶۳
Na	-۹۶٫۷۴	-۹۷٫۱۱	-۹۸٫۳۷	-۹۷٫۸۸	-۹۸٫۱۷	-۹۷٫۸۸	-۹۸٫۱۷	-۹۷٫۸۸	-۹۷٫۸۸	-۹۶٫۹۸	-۹۶٫۸۹
K	-۳۱٫۷۷	-۴۵٫۱۲	-۷۸٫۰۳	-۷۷٫۷۱	-۷۸٫۳۳	-۷۵٫۶۵	-۷۳٫۹۴	-۷۶٫۲۸	-۷۶٫۷۶	-۳۷٫۱۴	-۴۲٫۸۱
P	-۴۰٫۵۶	-۴۱٫۹۷	-۴۷٫۹۹	-۴۳٫۲۶	-۳۹٫۷۲	-۵۳٫۱۳	-۵۱٫۵۴	-۵۳٫۱۳	-۵۳٫۱۳	-۳۹٫۲۱	-۴۳٫۲۶
Rb	-۲۵٫۲۸	-۳۳٫۳۷	-۵۵٫۳۶	-۵۴٫۰۰	-۵۶٫۱۸	-۵۴٫۵۴	-۵۱٫۶۷	-۵۵٫۶۱	-۵۶٫۶۵	-۲۷٫۸۹	-۳۲٫۰۹
Sr	۱۷۷٫۹۲	۱۶۳٫۵۳	۳۹٫۴۹	۳۴٫۹۷	۱۹٫۸۴	۱۶٫۵۳	۴۹٫۶۲	۱۳٫۵۴	۱۴٫۹۴	۱۸۲٫۳۳	۱۶۷٫۲۵
Ba	-۲۶٫۱۰	-۳۵٫۳۳	-۷۸٫۸۳	-۷۹٫۹۲	-۸۶٫۱۴	-۸۴٫۷۴	-۶۹٫۹۸	-۸۳٫۱۳	-۸۲٫۷۳	-۲۹٫۱۸	-۳۳٫۶۶
Cs	-۱۹٫۸۲	-۲۶٫۳۴	-۵۱٫۸۵	-۵۱٫۲۰	-۵۰٫۷۶	-۵۳٫۶۲	-۵۰٫۹۵	-۵۲٫۳۱	-۵۶٫۳۵	-۲۱٫۳۶	-۲۵٫۶۶
Zr	۲۷٫۹۸	۳۲٫۰۸	۴۹٫۹۱	۴۴٫۶۹	۴۴٫۲۸	۸۸٫۶۳	۱۳۳٫۷۷	۶۵٫۱۶	۸۱٫۲۷	۳۳٫۴۵	۲۹٫۸۶
Hf	۴٫۵۸	۱۷٫۶۵	۵۰٫۳۳	۴۶٫۶۳	۴۴٫۷۷	۹۰٫۹۶	۱۱۸٫۹۵	۹۰٫۹۶	۵۳٫۴۵	۱۵٫۷۸	۱۷٫۶۵
Ta	۴٫۷۶	۳۳٫۳۳	۱۰۵٫۵۶	۷۹٫۷۱	۸۶٫۱۱	۱۱۴٫۴۹	۱۸۶٫۱۱	۸۲٫۶۱	۱۰۰٫۰۰	۲۳٫۸۱	۲۷٫۲۷
Nb	۱۴٫۲۹	۴۲٫۱۵	۱۱۸٫۱۸	۹۹٫۲۱	۱۰۳٫۰۳	۱۴۰٫۳۲	۱۸۱٫۸۲	۸۰٫۲۴	۱۴۶٫۶۴	۲۸٫۱۴	۳۲٫۲۳
U	۷۲٫۷۶	۸۶٫۰۵	۱۲۴٫۸۱	۱۲۶٫۴۹	۱۲۸٫۶۸	۵۷٫۷۴	۷۴٫۴۲	۴۵٫۶۰	۵۳٫۶۹	۹۰٫۴۸	۸۱٫۸۲
Th	۱۰٫۳۸	۴۷٫۳۲	۴۶٫۱۵	۲۸٫۴۳	۳۵٫۹۰	۵۷٫۸۶	۱۵۰٫۴۳	۴۴٫۴۸	۳۸٫۲۴	۵۱٫۴۰	۵۳٫۸۵
Pb	-۸۴٫۰۸	-۸۲٫۵۶	-۷۷٫۵۲	-۷۷٫۵۴	-۷۴٫۳۶	-۸۰٫۸۴	-۷۶٫۱۰	-۸۰٫۵۱	-۷۴٫۷۳	-۸۲٫۶۳	-۸۳٫۲۵
Y	۱۳٫۶۷	۲۴٫۱۴	۳۸٫۸۹	۲۷٫۱۶	۳۸٫۸۹	۴۳٫۹۹	۹۰٫۸۶	۳۱٫۸۴	۲۴٫۳۶	۲۱٫۸۶	۲۱٫۲۱
V	-۵۸٫۰۶	-۴۹٫۹۶	-۳۰٫۴۳	-۱۳٫۸۴	-۸٫۲۶	-۵۳٫۷۳	-۴۳٫۴۳	-۵۶٫۱۲	-۵۷٫۷۲	-۵۳٫۶۹	-۵۲٫۴۶
Cr	-۷۵٫۸۰	-۷۳٫۸۸	-۶۹٫۶۱	-۵۶٫۷۶	-۴۲٫۹۱	-۷۵٫۹۸	-۷۰٫۵۳	-۶۹٫۲۵	-۷۵٫۰۲	-۶۶٫۳۲	-۶۹٫۸۶
Zn	-۵۸٫۰۱	-۶۴٫۸۱	-۴۴٫۴۴	-۳۷٫۳۵	-۳۳٫۶۹	-۵۶٫۹۹	-۵۱٫۶۱	-۵۸٫۸۶	-۶۶٫۳۴	-۶۴٫۱۶	-۶۴٫۸۱
La	۳۳٫۴۶	۵۳٫۷۱	۱۱۴٫۳۶	۶۷٫۰۵	۸۶٫۹۵	۴۵٫۸۸	۷۴٫۳۴	۳۷٫۳۰	۳۲٫۷۲	۴۷٫۲۴	۴۷٫۱۳
Ce	-۵۰٫۷۱	-۵۲٫۲۹	-۳۷٫۷۳	-۳۶٫۰۷	-۳۷٫۱۲	-۵۳٫۱۰	-۴۴٫۳۸	-۵۹٫۴۱	-۴۲٫۵۹	-۳۸٫۹۶	-۵۷٫۱۳
Pr	۱۳٫۹۹	۳۱٫۰۴	۸۱٫۰۴	۳۴٫۳۰	۵۴٫۸۷	۱۵٫۰۵	۴۳٫۹۳	۶٫۰۹	۱٫۶۲	۲۵٫۵۱	۲۵٫۱۹
Nd	-۲٫۹۸	۱۱٫۳۶	۵۴٫۱۷	۱۱٫۴۱	۳۰٫۷۳	-۶٫۵۲	۱۸٫۲۳	-۱۴٫۱۳	-۱۷٫۹۳	۶٫۵۵	۱۲٫۵۰
Sm	-۱۱٫۳۷	۴٫۸۹	۵۲٫۱۵	۱۱٫۴۵	۲۹٫۴۸	-۱۲٫۴۵	۶٫۱۲	-۱۸٫۳۷	-۲۱٫۲۱	-۰٫۷۵	-۰٫۵۶
Eu	-۳۴٫۷۴	-۳۲٫۶۶	-۲۷٫۴۷	-۴۶٫۸۶	-۳۸٫۲۷	-۴۲٫۰۳	-۱۸٫۲۱	-۴۸٫۴۷	-۵۱٫۶۹	-۳۲٫۹۸	-۳۶٫۰۳
Gd	-۱۹٫۶۲	-۶٫۴۹	۳۲٫۱۷	-۱٫۴۱	۱۳٫۳۲	-۲۰٫۲۴	-۴٫۱۹	-۲۵٫۵۱	-۲۸٫۰۰	-۱۰٫۸۳	۱۶٫۶۸
Tb	-۲۴٫۵۳	-۱۴٫۲۴	۱۳٫۲۱	۱۳٫۲۱	۶٫۹۲	-۱۷٫۹۷	۲٫۲۰	-۲۴٫۵۳	-۲۷٫۸۱	-۱۷٫۳۴	-۱۹٫۳۸
Dy	-۲۵٫۷۸	-۱۴٫۸۵	۱۶٫۷۶	۷٫۴۹	۲٫۰۵	-۴٫۸۷	۲۲٫۲۰	-۱۲٫۸۸	-۱۶٫۸۸	-۱۸٫۴۷	-۱۸٫۶۹
Ho	-۲۷٫۴۴	-۱۵٫۵۸	۲۱٫۰۳	۱۱٫۸۰	۱۵٫۰۸	۷٫۶۶	۴۰٫۸۷	-۲٫۶۹	-۶٫۸۳	-۱۸٫۳۷	-۲۲٫۰۸
Er	-۲۹٫۳۴	-۱۶٫۴۲	۱۹٫۶۲	۹٫۴۰	-۳٫۲۳	۱۳٫۶۰	۴۹٫۱۹	۳٫۰۹	-۱٫۸۲	-۲۰٫۸۹	-۲۱٫۵۵
Tm	-۲۲٫۷۸	-۱۱٫۵۵	۱۲٫۶۱	-۵٫۹۹	-۵٫۴۱	۴۵٫۷۱	۴۸٫۶۵	۴۵٫۷۱	۴۱٫۰۱	-۱۷٫۶۳	-۱۱٫۵۵
Yb	-۲۵٫۹۳	-۱۵٫۳۱	۱۵٫۳۸	-۱۶٫۷۶	-۳۱٫۶۲	۴۴٫۱۸	۴۴٫۵۹	۴۲٫۷۰	۴۱٫۹۵	-۱۷٫۷۹	-۱۹٫۹۷
Lu	-۳۴٫۶۹	-۲۲٫۰۸	۹٫۵۲	-۵۵٫۲۸	-۶۱٫۹۰	۲۹٫۱۹	۳۳٫۳۳	۲۹٫۱۹	۲۹٫۱۹	-۲۹٫۲۵	-۲۷٫۲۷

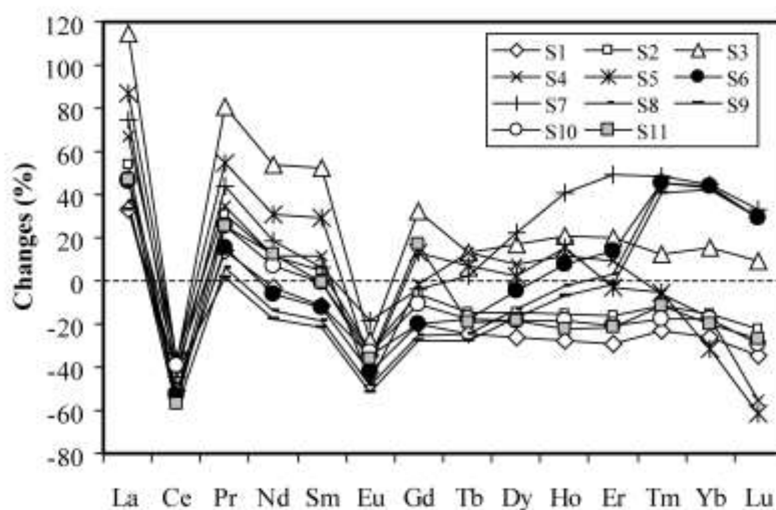
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]



شکل ۹ تغییرات جرم عناصر اصلی با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.



شکل ۱۰ تغییرات جرم عناصر جزئی با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.



شکل ۱۱ تغییرات جرم عناصر خاکی نادر با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.

عوامل کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر در طی کائولینیتی شدن

افزایش Al و Sr همراه با کاهش Si، Fe، Na، Ca، K، Cs، Rb و Ba پیشنهاد می‌کنند که تخریب فلدسپارها طی دگرسانی گرمابی منبع اصلی کائولینیتی‌شدن در تاتروس بوده است [۳۴]. در مقایسه با تهی‌شدگی K، غنی‌شدگی Sr در کانسار مورد بررسی به احتمال بسیار محفوظ ماندن Sr توسط سیال‌های گرمابی را نشان می‌دهد. نتیجه مشابهی برای کانسار کائولن هالا کلارا در غرب ترکیه گزارش شده است [۳۴]. تهی-شدگی Cr و Fe در این کانسار نشاندهنده یک سامانه درونزاد مشابه با کانساهاری کائولن رشته کوه بوهمین آلمان [۳۵] و آندز مرکزی شمال غرب پرو [۳] است. مقادیر بالای Ba+Sr و مقادیر به نسبت پایین Ce+La+Y همراه با تهی‌شدگی Cr و Fe خاستگاه درونزاد را بیشتر از خاستگاه برونزاد برای کائولن تاتروس در مقایسه با کانسارهای کائولن درونزاد/برونزاد لاستاریا شیلی [۱۲] و سوات پاکستان [۳۶] و کانسارهای هالویزیت و آلونیت درونزاد/برونزاد بیگا پنیسولا ترکیه [۳۷] پیشنهاد می-کنند. این فرضیه‌ها با غنی‌شدگی Sr در نمونه‌های دگرسان شده تائید می‌شوند، چرا که از این نظر بسیار شبیه به سامانه گرمابی گزارش شده از کانسار کائولن سوات پاکستان [۳۶] هستند.

بررسی‌ها مشخص نموده است که عناصری چون Zr، Hf، Ta، Nb، Y و Th طی فرآیندهای کائولینیتی‌شدن به صورت نا-متحرک عمل می‌کنند [۳۲]. افزایش جرم این عناصر طی تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس (شکل ۹) گویای غنی‌شدگی بازماندی آنها به دلیل کاهش حجم سامانه است. افزایش جرم U بیانگر نقش سیال های اسیدی در گسترش کانسار است. همبستگی مثبت و قوی تا متوسط La با Ti ($r = ۰٫۷۸$) و Pr با Ti ($r = ۰٫۶۸$) نشان می‌دهد که روتیل در این کانسار عامل اصلی تثبیت و غنی‌شدگی La و Pr بوده است [۳۴]. از آنجا که تحرک لانتانیدها در سامانه‌های واکنشی آب-سنگ وابسته به pH محلول‌های مسؤول دگرسانی هستند [۳۸]، می‌توان چنین برداشت نمود که تغییرات pH نقش مهمی در شستشو و تثبیت Sm، Nd و HREEها طی تشکیل کانسار کائولن داشته‌اند. به نظر می‌رسد که محلول‌های درونزاد با pH پایین سبب شستشوی Sm، Nd و HREEها از سامانه شده و سرانجام کاهش دما و درپی آن خنثی‌شدن pH محلول-های دگرسان کننده سبب غنی‌شدگی Sm، Nd و HREEها در برخی از نمونه‌های کانسار کائولن تاتروس شده‌اند. همبستگی مثبت و متوسط Zr با HREEها ($r = ۰٫۷۰$) نشان می‌دهد که حضور فازهای مقاوم در برابر دگرسانی نقش مهمی در توزیع HREEها در نمونه‌های کائولن تاتروس داشته است. تهی‌شدگی V و Cr در سامانه‌های دگرسانی به pH محیط وابسته است. اغلب در pH اسیدی، این دو عناصر متحرک شده و در pH قلیایی ترسیب می‌شوند [۳۹]. تهی‌شدگی این دو عنصر طی گسترش کانسار کائولن مورد بررسی بر ماهیت اسیدی سیال های مسئول دگرسان کننده تاکید دارد. تهی-شدگی Pb و Zn دلیل محکمی بر تخریب کانی‌های فرومنیزین و آزاد شدن بخشی این عناصر به درون سیال های دگرسان کننده به شمار می‌رود [۳۴]. تهی‌شدگی شدید Eu و Ce، به ترتیب دلیلی بر دمای بالای سیال های دگرسان کننده [۴۰] و نقش فرآیندهای درونزاد [۴۱] در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس هستند. تهی‌شدگی P نیز نشانگر تخریب آپاتیت‌ها توسط سیال های دگرسان کننده است.

الگوی توزیع و درجه جدایش REEها طی گسترش کانسار کائولن

الگوی توزیع REEها و درجه جدایش برخی از نسبت‌های لانتانیدی می‌توانند به عنوان پارامترهای زمین‌شیمیایی بسیار ارزشمند، اطلاعات مفیدی از خاستگاه و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن ارائه نمایند [۱]. الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۴۲] نشانگر جدایش و غنی‌شدگی شدید LREEها نسبت به HREEها و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در نمونه‌های کائولن مورد بررسی هستند (شکل ۱۲). الگوی توزیع REEها در کائولن‌ها بسیار شبیه به الگوی توزیع REEها در ریوداسیت‌هاست؛ تنها اختلاف مهم آنها وجود بی‌هنجاری‌های مثبت Ce و منفی ضعیف Eu در سنگ‌های ریوداسیتی است.

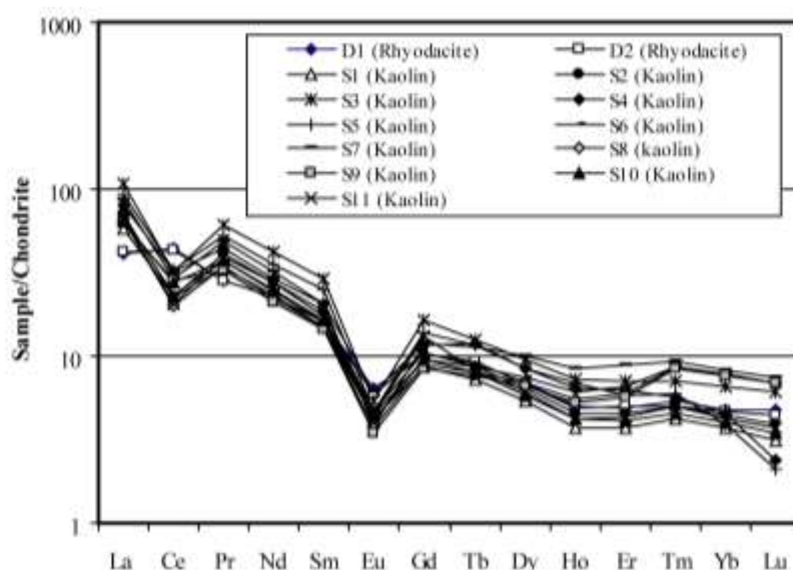
مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu محاسبه شده با استفاده از رابطه $Eu/Eu^* = 2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$ (N بیانگر بهنجار شدن عناصر Eu، Sm و Gd به کندریت [۴۲] است) برای نمونه‌های کائولن در گستره ۰٫۲۴ تا ۰٫۳۸ و در سنگ‌های ریوداسیتی در گستره ۰٫۴۶ تا ۰٫۴۹ در تغییر است (جدول ۴). این روند کاهشی در مقدار بی‌هنجاری‌های Eu در نمونه‌های کائولن نسبت به ریوداسیت‌ها بیانگر تخریب پلاژیوکلازهای سنگ اولیه توسط سیال های دما بالاست [۴۰]. بی‌هنجاری‌های منفی Eu برای کانسارهای درونزادی چون کائولن لوهرهایم در شمال-غرب پرو [۳]، رس گرمابی ناوه اسکانابا در شمال شرق اقیانوس اطلس [۴۰] و کائولن پنینسولار مالزی [۱] گزارش شده است. مقادیر بی‌هنجاری‌های Ce محاسبه شده با استفاده از رابطه $CeCe^* = 2Ce_N/(La_N+Pr_N)$ (N بیانگر بهنجار شدن عناصر

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

Sm ،Eu و Gd به کندریت [۴۲] است) برای نمونه‌های کائولن در گستره ۰٫۳۸ تا ۰٫۵۹ و در سنگ‌های ریوداسیتی در گستره ۱٫۲۲ تا ۱٫۲۶ در تغییر است (جدول ۴). مقایسه این مقادیر آشکارا نشان می‌دهد که بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های کائولن نسبت به ریوداسیت‌ها به شدت روند کاهشی دارد. از اینرو، شاهدی بر رخداد بی‌هنجاری مثبت Ce، که از شاخص‌های مهم و بسیار برجسته کائولن‌های بازماندی و یا خاستگاه جوی است [۴۱]، در تاتروس دیده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که کاهش شدید بی‌هنجاری منفی Ce در ارتباط با نقش فرآیندهای درونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس باشد [۴۱]. در کل، با توجه به نبود بی‌هنجاری مثبت Ce و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu می‌توان گفت که دگرسانی فلدسپارها و تشکیل کانی‌های رسی طی تشکیل کانسار کائولن تاتروس در دماهای بالا صورت گرفته است [۴۰].

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که طی تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن توسط سیال های درونزاد، عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از هم جدا می‌شوند در صورتی که در کانسارهای کائولن با خاستگاه برونزاد جدایشی در HREEها صورت نمی‌گیرد [۳۴]. در این پژوهش، برای بررسی درجه جدایش بین HREEها از نسبت‌های زمین‌شیمیایی چون $(Gd/Yb)_N$ و $(Tb/Lu)_N$ استفاده گردید. مقادیر این نسبت‌ها در نمونه‌های کائولن به ترتیب دارای گستره تغییرات ۱٫۱۰ تا ۳٫۶۱ و ۱٫۱۱ تا ۵٫۵۸ هستند (جدول ۴) که تفکیک و جدایش HREEها از هم طی فرآیندهای کائولینیتی‌شدن را نشان می‌دهند. این جدایش‌ها به روشنی نقش ارزنده فرآیندهای درونزاد در گسترش کانسار کائولن تاتروس را آشکار می‌سازند.

نسبت Y/Ho نیز می‌تواند به عنوان یک پارامتر زمین-شیمیایی مناسب برای تفکیک نقش فرآیندهای درونزاد و برونزاد در تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن استفاده شود [۱]. این نسبت در صورت نزدیک بودن به مقدار کندریتی یعنی ۲۷ [۴۲]، مشارکت سیال های گرمابی در گسترش کانسارهای کائولن را نشان می‌دهد [۴۳]. نسبت Y/Ho در نمونه‌های کائولن مورد بررسی دارای گستره تغییراتی از ۲۵٫۱۹ تا ۳۴٫۴۴ (به طور متوسط ۳۰٫۱۱) است (جدول ۴). این پارامتر به دلیل نزدیک بودن به مقدار کندریت، مانند بی‌هنجاری Ce، ماهیت گرمابی کانسار کائولن تاتروس را تائید می‌کند. بررسی-های انجام شده نشان داده است که Ce + La + Y کمتر و بیشتر از ۱۰۰ گرم در تن به ترتیب مربوط به کائولن‌های با خاستگاه درونزاد و برونزاد هستند [۳]. این پارامتر در نمونه‌های کائولن مورد بررسی در گستره ۵۳٫۸ تا ۸۵٫۵ گرم در تن در تغییر بوده که تایید کننده خاستگاه درونزاد کانسار تاتروس است. افزون بر این، وجود همبستگی مثبت قوی بین P_2O_5-$(La/Yb)_N$ (r =۰٫۹۹) که از ویژگی‌های برجسته کائولن-های درونزاد محسوب می‌شود [۲۷]، دلیل دیگری بر ماهیت درونزاد کانسار کائولن تاتروس است (شکل ۱۳).

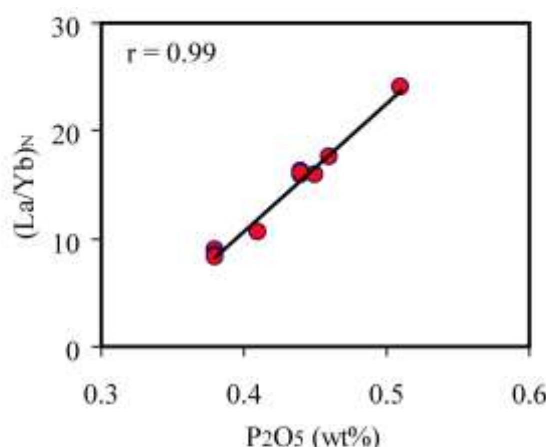


شکل ۱۲ الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۴۲] در نمونه‌های کائولن و سنگ‌های ریوداسیتی کانسار تاتروس که نشانگر جدایش و غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در نمونه‌های کائولن مورد بررسی است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

جدول ۴ مقادیر برخی از پارامترهای زمین‌شیمیایی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد بررسی از کانسار کائولن تاتروس.

	D1	D2	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S98	S9	S10	S11
ΣREE	۹۰/۳۷	۸۹/۸۶	۷۴/۹۶	۸۶/۳۶	۱۲۹/۰۶	۱۰۲/۱۲	۱۱۵/۱۴	۸۵/۰۸	۱۰۷/۶۷	۷۷/۸	۸۳/۶۲	۸۵/۵۵	۸۳/۲۶
CIA	۵۲/۳۱	۵۲/۲۷	۸۰/۱۷	۸۳/۰۵	۹۲/۱۷	۹۲/۰۷	۹۲/۱۲	۹۲/۰۳	۹۲/۰۶	۹۲/۰۹	۹۲/۱۳	۸۱/۶۴	۸۲/۳۵
LREE	۸۰/۹۱	۸۰/۳۹	۶۷/۴۴	۷۷/۲۴	۱۱۵/۲۲	۹۱/۱۴	۱۰۳/۷۳	۷۴/۲۰	۹۴/۰۲	۶۷/۶۱	۷۳/۷۷	۷۷/۲۳	۷۳/۶۵
HREE	۹/۴۶	۹/۴۷	۷/۵۲	۹/۱۲	۱۳/۸۴	۱۰/۹۸	۱۱/۴۱	۱۰/۸۸	۱۳/۶۵	۱۰/۱۹	۹/۸۵	۸/۳۲	۹/۶۱
Eu/Eu*	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۲۹
Ce/Ce*	۱/۲۶	۱/۲۲	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۰	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۳۸
$(La/Yb)_N$	۸/۶۵	۸/۹۲	۱۵/۸۳	۱۵/۹۷	۱۶/۳۲	۱۷/۶۳	۲۴/۰۵	۸/۹۰	۱۰/۵۹	۸/۴۵	۸/۲۲	۱۵/۹۱	۱۶/۱۵
$(LREE/HREE)_N$	۷/۱۸	۷/۱۷	۷/۷۹	۷/۳۸	۷/۳۲	۶/۹۱	۸/۱۸	۵/۲۲	۵/۲۷	۵/۰۷	۵/۷۳	۸/۰۸	۷/۴۳
$(Gd/Yb)_N$	۲/۱۴	۲/۲۱	۲/۳۶	۲/۴۰	۲/۴۹	۲/۵۸	۳/۶۱	۱/۲۰	۱/۴۴	۱/۱۴	۱/۱۰	۲/۳۶	۳/۱۷
$(Tb/Lu)_N$	۱/۹۰	۲/۰۹	۲/۳۰	۲/۱۹	۲/۰۶	۵/۰۴	۵/۵۸	۱/۲۶	۱/۵۳	۱/۱۶	۱/۱۱	۲/۳۲	۲/۲۱
Y/Ho	۳۲/۷۹	۳۵/۶۱	۳۴/۶۹	۳۲/۵۶	۲۵/۴۱	۲۵/۱۹	۲۶/۷۲	۲۹/۶۲	۳۰/۰۰	۳۰/۰۰	۲۹/۵۶	۳۳/۰۶	۳۴/۴۴
La+Ce+Y	۶۶/۳	۶۵/۴	۵۳/۸	۶۰/۱	۸۵/۵	۷۳/۲	۸۰/۸	۶۳/۲	۸۰/۷	۵۷/۴	۶۳/۸	۶۱/۹	۵۶/۵
Nb+Cr	۹۰/۶	۹۵/۹	۲۶/۳	۳۰/۳	۴۰/۲	۵۱/۳	۶۸/۷	۳۲/۶	۴۱/۳	۳۷/۷	۳۳/۸	۳۵/۷	۳۴/۰
Ba+Sr	۳۰۷/۶	۳۱۱/۳	۴۳۹/۱	۴۲۳/۳	۲۱۰/۵	۱۹۴/۲	۱۶۹/۶	۱۶۲/۵	۲۴۴/۸	۱۶۳/۳	۱۶۵/۸	۴۳۶/۴	۴۳۱/۱



شکل ۱۳ همبستگی مثبت قوی بین تغییرات مقدار P_2O_5 و $(La/Yb)_N$ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی که از ویژگی‌های کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد است.

برداشت

مهمترین نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار کائولن تاتروس عبارتند از:

۱- کائولینیت و کوارتز فازهای کانیایی اصلی در این کانسار هستند که با مقادیر کمتر کانی‌هایی چون ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت همراهی می‌شوند. وجود آلونیت به همراه کانی‌های دما بالایی چون پیروفیلیت، دیاسپور و دیکیت ماهیت گرمابی کانسار تاتروس را تاکید می‌کند.

۲- حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی بر کانسار و نیز وجود سنگ‌های سیلیسی شده درون کانسار گویای نقش فرآیندهای گرمابی در گسترش فرآیند کائولینیتی‌شدن در تاتروس هستند.

۳- بررسی پارامترهای زمین‌شیمیایی چون CIA و $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ نشان دهنده وجود منطقه‌بندی‌های دگرسانی و گرمابی در کانسار است.

۴- نقش اساسی فرآیندهای درونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس از برخی پارامترهای زمین‌شیمیایی چون غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، تغییر نسبت‌های

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

$(Gd/Yb)_N$، $(Tb/Lu)_N$ و Y/Ho و رخداد بی‌هنجاری منفی قوی Ce، غنی‌شدگی شدید Sr، همبستگی‌های مثبت قوی $(La/Yb)_N$-LOI و P_2O_5-LOI، مقادیر پایین Ce+La+Y و Nb+Cr و مقادیر بالای Ba+Sr برداشت می‌شود.

۵- محاسبه تعادل جرم نشان داد که عوامل اساسی (۱) تغییر pH محلول‌های دگرسان کننده (۲) کاهش دمای محلول‌های مسئول دگرسانی و (۳) حضور در فازهای کانیایی مقاوم در برابر دگرسانی توزیع و تمرکز عناصر طی کائولینیتی‌شدن سنگ‌های ریوداسیتی را در کنترل داشته‌اند.

۶- رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce به ترتیب بیانگر تخریب پلاژیوکلازها توسط سیال های دما بالا و عملکرد فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل کانسار کائولن هستند.

قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، که نگارنده به این وسیله سپاس و قدردانی خود از همه مسؤولین را اعلام می‌دارد. نگارنده، همچنین از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

[1] Baioumy H., Farahat, M., Arifin M. H., Anuar M. N. A. B., Al-Kahtany K., "*Hypogene kaolin deposits from felsic intrusive rocks (Peninsular Malaysia) with special reference to rare earth elements and stable isotopes geochemistry*", Geosciences Journal 25 (2021) 863-876.

[2] Galán E., Aparicio P., Fernández-Caliani J. C., Miras A., Márquez M. G., Fallick A. E., Clauer N., "*New insights on mineralogy and genesis of kaolin deposits: The Burela kaolin deposit (Northwestern Spain)*", Applied Clay Science 131 (2016) 14-26.

[3] Dill H. G., Bosse R., Henning K. H., Fricke A., Ahrendt H., "*Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru*", Mineralium Deposita 32 (1997) 149-163.

[4] Karakaya M. C., Karakaya N., Temel A., Yavuz F., "*Mineralogical and geochemical properties and genesis of kaolin and alunite deposits, SE of Aksaray (Central Turkey)*", Applied Geochemistry 124 (2021) 104830.

[5] Kadir S., Ateş H., Erkoyun H., Külah T., Esenli F., "*Genesis of alunite-bearing kaolin deposit in Mudamköy member of the Miocene Göbel Formation, Mustafakemalpaşa (Bursa), Turkey*", Applied Caly Science 221 (2022) 106407.

[6] Pracejus B., Abbasi I. A., Al-Khirbash S., Al-Aamri M., "*Nature, genesis and industrial properties of the kaolin from Masirah Island, Oman*", Clay Minerals 52 (2017) 275-297.

[7] Ercan H. U., Ece U. I., Schroeder P. A., Karacik Z., "*Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits of Çanakkale, NW Turkey*", Clays and Clay Minerals 64 (2016) 245-274.

[8] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önagil N., Gurel A., "*Minerlogical and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey* ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.

[9] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "*The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)*", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.

[10] Campos V. M. J. S., Bertolino L. C., Nascimento L. C. S., Leite J. Y. P., Brandão V. S., Alves O. C., Junior J. T., "*Mineralogy and technological characterization of two kaolin deposits from the Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil*", Clay Minerals (2019) 54 (2019) 283-291.

[11] Sayit I. Ö., Türkmenoğlu A. G., Demirci C. S. A. S., "*Hydrothermal alteration products in the vicinity of the Ahırözü kaolin deposits, Mihalıççık-Eskişehir,Turkey*", Clay Minerals 53 (2018) 289-303.

[12] Gilg H. A., Hülmeyer S., Miller H., Sheppard S. M. F., "*Supergene origin of the Lastarria kaolin deposit, south-central Chile, and paleoclimatic implications*", Clays and Clay Minerals 47 (1999) 201-211.

[13] Çiflikli M., "*Hydrothermal alteration-related kaolinite/dickite occurrences in ignimbrites: An example from Miocene ignimbrite units in Avanos, Central Turkey*", Arabian Journal of Geosciences 13 (2020) 1044.

[14] Kadir S., Erkoyun H., "*Genesis of the hydrothermal Karaçaýir kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey*", Turkish Journal of Earth Sciences 22 (2013) 444-468.

[15] Kadir S., Akbulut A., "*Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

inferred from major element chemistry of lutites", Nature 299 (1982) 715-717.

[29] Kadir S., Erman H., Erkoyun H., "*Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kutahya (western Anatolia), Turkey*", Clays and Clay Minerals 59 (2011) 250-276.

[30] Abedini A., "*Mineralogy and geochemistry of the Hizeh-Jan kaolin deposit, northwest of Varzaghan, East-Azarbaidjan province, NW Iran*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2017) 647-660.

[31] Nesbitt H. W., "*Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite*", Nature 279 (1979) 206-210.

[32] Karakaya N., "*REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", Journal of Geochemical Exploration 101 (2009) 185-208.

[33] Winchester J. A., Floyd, P. S., "*Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*", Chemical Geology 20 (1977) 245-252.

[34] Erkoyun H., Kadir S., "*Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaclar area, Uşak, western Turkey*", Clay Minerals 46 (2011) 421-448.

[35] Keller W. D., "*Scan electron micrographs of the kaolinization process including examples from the Bohmian Massif*", Schriftenreihe fuer Geologische Wissenschaften 11 (197) 89-108.

[36] Siddiqui A. A., Ahmed Z., "*Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan)*", Chemie der Erde 68 (2008) 207-219.

[37] Ece O. A., Schroeder P. A., Smilley A., Wampler A., "*Acid sulfate alteration of volcanic rocks and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey*", Clay Minerals 43 (2008) 281-315.

[38] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "*Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala*", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.

[39] Marques J. J., Schulze D. G., Curi N., Mertzman S. A., "*Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils*", Geoderma 121 (2004) 31-43.

and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", Clay Minerals 44 (2011) 89-112.

[16] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "*Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey*", Clay Minerals 41 (2006) 597-617.

[17] Nogol Sadat A., Hushmand Zadeh A., "*Saveh quadrangle geological map, scale 1:250,000*", Geological Survey of Iran (1984).

[18] Eghlimi B., "*Danesfahan geological map, scale 1:100,000*", Geological Survey of Iran (2000).

[19] Pirooz H., "*Report of final exploration stage in the Atash-Anbar polymetallic deposit*", Industry and mines ministry of the Qazvin province (2015) 1-55.

[20] Alaei-Moghtader N., "*Mineralogy, fluid inclusions and geochemistry of stable isotopes in Atash-Anbar polymetallic deposit, SW Danesfahan, Qazvin Province*", MSc thesis. Bu-Ali Sina University, Hamedan (2020) 1-181.

[21] Tale Fazel E., Alaei-Moghtader N., Oroji A., "*Temperature condition, source of bismuth and mechanism of Au-scavenging by Bi phases in the Atash-Anbar gold deposit (south Qazvin)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29 (2021) 587-596.

[22] Nabavi M. H., "*An introduction to the geology of Iran*", Geological Survey of Iran Publication (1976) 1-105.

[23] Marfil S. A., Maiza P. J., Montecchiari N., "*Alteration zonation in the Loma Blanca kaolin deposit, Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina*", Clay Minerals 45 (2010) 157-169.

[24] Marfil S. A., Maiza P. J., Montecchiari N., Corbella M., "*Origin of kaolin deposits in the Los Menucos, Rio Negro Province, Argentina*", Clay Minerals 40 (2005) 283-293.

[25] Murray H., Janssen J., "*Oxygen isotopes-indicators of kaolin genesis?*" Proceeding of the 27th International Geological Congress 15 (1984) 287-303.

[26] Jepson W. B., Browse J. B., "*The composition of kaolinite-an electron microbe study*", Clays and Clay Minerals 23 (1975) 310-317.

[27] Grecco L., Marfill S., Maiza, P. J., "*Mineralogy and geochemistry of hydrothermal kaolins from the Adelita mine, Patagonia (Argentina); relation to other mineralization in the area*", Clay Minerals 47 (2012) 131-146.

[28] Nesbitt H. W., Young G. M., "*Early Proterozoic climates and past plate motions*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.45]

kaolin deposit, *Patagonia (Argentina)*", Applied Clay Science 18 (2001) 157-172.

[42] Taylor Y, McLennan S. M., "The *continental crust: Its composition and evolution*", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).

[43] Bau M., Dulski P., "*Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behavior during near vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater*", Chemical Geology 155 (1999) 77-90.

[40] Lackschewitz K. S., Singer A., Botz R., Garbe-Schnberg D., Stoffers P., "*Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba trough, Gorda Ridge, northeast Pacific Ocean*", In: Zierenberg R. A., Fouquet Y., Miller D. J., Normark W.R., (eds), Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scietific Results, 169 (2000) 1-24.

[41] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "*Genesisi and applications of the Cerro Rubio*